Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارۀ چهارم، زمستان ۱۴۰۳، از صفحۀ ۷۳۹ تا ۷۵۸

بررسی ویژگی های کانه‌زایی، دگرسانی و زمین‌شیمی سنگ میزبان آتشفشانی در کانسار آلچه‌قشلاق (شمال ورزقان)، آذربایجان شرقی

حسین ناصری*[۱]، علی‌اصغر کلاگری[۱]، سید غفور علوی[۱]، سید مهران حیدری[۲]

۱ - گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲ - پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و معدنی کشور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۱/۲۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۳/۲۰)

چکیده: منطقه آلچه‌قشلاق در شمال شهر ورزقان و جنوب معدن سونگون در پهنه فلززایی ارسباران واقع است. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی با سن ائوسن شامل آندزیت و تراکی‌آندزیت، داسیت، داسیت‌آندزیت و ریوداسیت هستند که با دایک‌های ریولیتی و داسیت‌آندزیتی قطع شده‌اند. حضور رگه‌های سیلیسی و باریتی همراه با دگرسانی‌های گسترده فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی از سیماهای کانی‌سازی در این منطقه است. کانی‌های اسفالریت، کالکوپیریت، گالن و پیریت همراه کانی‌های رسی، سریسیت، کربناتی و کلریتی از ویژگی‌های کانی‌زایی هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی است. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت نشانگر غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ناهنجاری مثبت عناصر K، Rb و Th و ناهنجاری منفی عناصر Nb و Ti و در نتیجه بیانگر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره‌ای و فرورانش است. نمودار عناصر خاکی نادر (REE) نیز نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و میانه (MREE) بوده که از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی سری آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی است. این نتایج نشانگر غنی‌شدگی گوشته با فرایند فرورانش هستند. بررسی نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی، محیط زمین ساختی پهنه‌های فرورانش کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد.

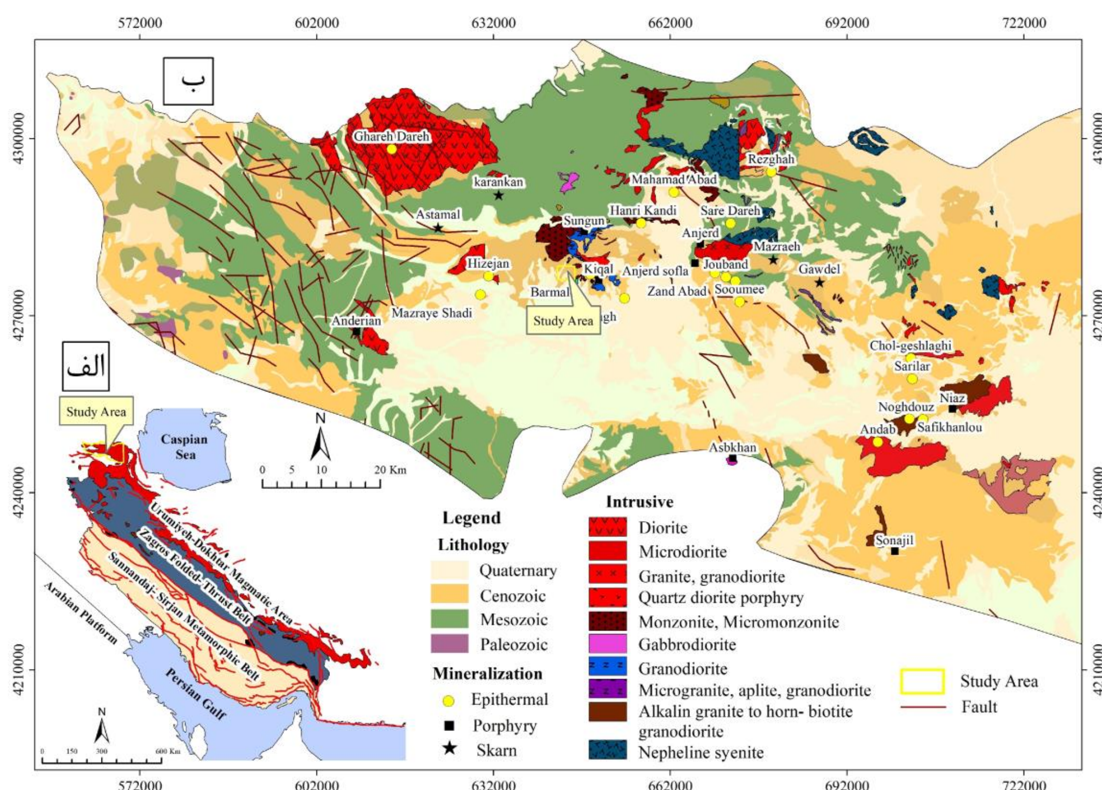
واژه‌های کلیدی: *کانی‌زایی؛ زمین‌شیمی؛ فرورانش کرانه قاره‌ای؛ آلچه قشلاق.*

مقدمه

کانسار فلزهای پایه (سرب، روی، مس) و گرانبها (طلا) در منطقه آلچه قشلاق در ۱۷ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان، شمال‌شرق استان آذربایجان‌شرقی، با مختصات جغرافیایی بین طول‌های″۳۴ ′۳۸ °۴۶ و ″۲۳ ′۴۰°۴۶ شرقی و عرض‌های ″۱۱ ′۳۸ °۳۸ و ″۳۲ ′۳۷°۳۸ شمالی واقع است. این گستره برای نخستین بار در سال ۱۳۹۱ توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال‌غرب به روش زمین شیمی و اکتشافات چکشی پی‌جویی شد و در سال ۱۳۹۸ اکتشاف تکمیلی با حفر ۱۴ گمانه اکتشافی ادامه یافت. در این مرحله از اکتشاف، ذخیره‌ای حدود ۳۵ هزار تن با عیار ۱ درصد برای عنصر روی بدست آمد. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری، در پهنه البرز- آذربایجان (شکل ۱ الف) قرار دارد. از دیدگاه فلززایی، این گستره در پهنه کانی‌زایی ارسباران [۲،۱] (شکل ۱ الف) و ۱۰ کیلومتری جنوب کانسار مس سونگون واقع است. این پهنه از بارزترین مناطق دربردارنده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۷۹۳۳۹۷۱، پست الکترونیکی: Hossein.naseri@tabrizu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]



شکل۱ الف) موقعیت گستره کانی‌زایی آلچه‌قشلاق بر پهنه‌های ساختاری ایران [۳] و ب) نقشه پهنه فلززایی ارسباران و نمایش کانسار آلچه‌قشلاق در بر آن [۴].

ذخایر فلزی در ارتباط با توده‌های نیمه عمیق (ذخایر پورفیری، اسکارن و فراگرمایی) است که با کانسارهای پورفیری چون سونگون [۶،۵]، مسجدداغی [۷]، سوناجیل [۸، ۹]، هفت چشمه [۱۰]، صاحب‌دیوان [۱۱]، کیقال [۱۲، ۱۳]، دره علی-جواد [۱۴]، ذخایر اسکارني مس سونگون [۱، ۱۵]، مس اسکارنی مزرعه [۱۶]، معدن انجرد [۱۷، ۱۸]، گودال [۱۹] و ذخایر طلاي فراگرمایی مانند شرف‌آباد- هیزه‌جان [۲۰، ۲۱]، زگلیک- ساریلار [۲۲، ۲۳]، انیق- قره‌چیلر [۲۴]، اندریان و آسترقان [۲۵-۲۷]، مزرعه شادی [۲۸]، نبي‌جان [۲۹] و صفي‌خانلو- نقدوز [۳۰] شناخته می‌شود. بر این اساس، حضور کانی‌زایی‌های مس و مولیبدن و فلزهای قیمتی چون طلا در این پهنه اهمیت ویژه‌ای دارد و بررسی ترکیب و ویژگی‌های این مجموعه‌های آتشفشانی کانه‌دار بر اهمیت آن می‌افزاید. از این رو، در این پژوهش، این ویژگی‌ها براساس سنگ‌شناسی، زمین-شیمی و خاستگاه زمین ساختی واحدهای آتشفشانی میزبان کانی‌زایی بررسی شده‌اند. گفتنی است که تاکنون بررسی دقیق و جامعی از دیدگاه زمین‌شناسی بر واحدهای آتشفشانی این گستره انجام نشده و این پژوهش برای نخستین بار به این امر پرداخته است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه آلچه‌قشلاق بخشی از کمربند فلززایی ارسباران بوده (شکل ۱ ب) و در ۱۰ کیلومتری جنوب معدن مس پورفیری سونگون و در کیقال واقع است. کمربند مس پورفیری ارسباران در شمال غرب ایران قرار دارد. کمربند فلززایی ارسباران از شمال غرب به رشته کوه‌های قره‌باغ آذربایجان وارد شده و سرانجام در ارمنستان و ترکیه پایان می‌یابد و از طرف جنوب و جنوبشرق نیز به کمربند فلززایی ایران مرکزی متصل می‌گردد. این کمربند دربرگیرنده کانسارهای مس، مولیبدن و طلای متعددی است [۳۱]. کمربند ارسباران دارای ۴۶۶ کیلومتر درازا و ۶۰ تا ۸۶ کیلومتر پهنا بوده و دربرگیرنده نهشته‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک و همچنین، توده‌های نفوذی سنوزوئیک است. حضور رخنمون‌های نادری از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوئیک شبیه ایران مرکزی شاهدی بر تاریخچه یکسان این منطقه و به‌طور کلی، آذربایجان و ایران

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

مرکزی در دوره‌های یادشده است [۳۲]. نهشته‌های فیلیش‌گونه کرتاسه و کربنات‌های سکوی قاره‌ای به همراه سنگ‌های بیشتر آتشفشانی سنوزوئیک، نهشته‌های قدیمی‌تر را در کمربند ارسباران می‌پوشانند. در این کمربند، فعالیت ماگمایی از کرتاسه پایانی تا کواترنری در این منطقه شامل دو مرحله اصلی ائوسن و میوسن پایانی - کواترنری است. توالی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر بازیک تا مبا ائوسن طبیعت قلیایی مبا و شوشونیتی دارند و این سنگ‌ها با توالی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میوسن پایانی پوشیده می‌شوند. مرحله آتشفشانی میوسن پایانی -کواترنری با رخنمون سنگ‌های بازیک تا فلسی و همچنین، آذرآواری‌های وابسته به ماهیت قلیایی تا شوشونیتی و ابر پتاسیمی مشخص می‌شود [۳۳، ۳۴] آخرین رخداد ماگمایی در منطقه با آتشفشان‌های نقطه‌ای و نیز شکافی چون سبلان و سهند بیشتر ماهیت شوشونیتی و قلیایی و ویژگی درون صفحه‌ای مشخص می‌شوند [۳۵]. توده‌های نفوذی گسترده‌ای با طبیعت و سن‌های متفاوت در دوره الیگوسن-میوسن در کمربند ارسباران جایگزین شده‌اند [۳۸-۳۶] که در اثر عملکرد آنها، پهنه‌های دگرسانی گسترده و همچنین، کانی‌زایی‌های متعددی چون انواع پورفیری، اسکارنی و فراگرمایی گسترش یافته‌اند [۳۹،۱]. فعالیت آذرین نفوذی در کمربند ارسباران در زمان الیگوسن میانی تا پایانی با نفوذی‌های قلیایی شروع شده و با نفوذی‌های شوشونیتی میوسن پسین ادامه یافته است [۴۰،۳۸] گنبدهای داسیتی، گرانودیوریتی و مونزونیتی آخرین رخداد آذرین نفوذی در این کمربند هستند که نفوذی‌های پیشین را قطع می‌کنند. کانی‌سازی مس پورفیری در کمربند ارسباران در اصل همراه با توده‌های نفوذی الیگومیوسن رخ داده است. کانی‌سازی در پهنه فلززایی ارسباران در اصل دربردارنده دو دوره اصلی الیگوسن پسین تا میوسن پیشین شامل ذخایر مس مولیبدن پورفیری و میوسن پسین شامل کانی‌سازی پورفیری و فراگرمایی مس- طلا است. ارتباط زمان دقیق کانی‌سازی نوع پورفیری با آخرین برخورد مشخص نیست، ولی با این‌حال، حضور ذخایر متنوع پورفیری و فراگرمایی مربوط به زمان الیگوسن پسین نشان می‌دهد که این ذخایر در مراحل پایانی تکامل کمان ماگمایی ارسباران که با فعالیت آتشفشانی گسترده ائوسن دنبال می‌شود، تشکیل شده-اند (شکل ۱ ب) [۴].

روش بررسی

به منظور شناسایی ماهیت زمین‌شناسی منطقه، بررسی‌ها در دو بخش صحرایی (بیشتر در مقیاس گستره معدنی) و آزمایشگاهی انجام گردید. بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی بر ۶۰ مقطع نازک، ۱۵مقطع نازک-صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی برداشت شده از بخش‌های سطحی و عمقی، انجام شد. همچنین به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی، تعداد ۱۹ نمونه از بخش‌های کمتر دگرسان شده این مجموعه برای تجزیه زمین شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی و کمیاب) و تعیین ترکیب ماگما برداشت شد (جدول ۱). پس از آماده‌سازی نمونه‌ها (خردایش و پودرسازی) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) با دقت حدود ۰٫۰۱ ٪ و عناصر فرعی به روش طیف-سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دقت ۰٫۰۱ - ۰٫۱ppm تجزیه شدند. سرانجام برای تحلیل داده‌های زمین شیمیایی از نرم افزار GCDKit و برای رسم نقشه‌های زمین‌شناسی از نرم افزار Arc GIS 10.5 استفاده شد.

ویژگی‌های صحرایی واحدهای آتشفشانی

با بررسی های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی (در مقیاس ۱:۵۰۰۰) منطقه مورد بررسی (شکل ۲)، گسترده‌ترین واحد سنگی تشکیل‌دهنده منطقه واحد حدواسط تا اسیدی به سن ائوسن پسین با ترکیبی از آندزیت تا ریوداسیت و ریولیت مشخص شد. این واحد با فاصله از رگه‌های سیلیسی- باریتی اغلب دچار دگرسانی پروپیلیتی شده است و واحدهای اسیدی‌تر دگرسانی‌های کربناتی و سریسیتی را نیز نشان می‌دهند. دایک-های با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی در منطقه در راستای شمال شرق- جنوب غرب و دایک‌های آندزیتی تا داسیت-آندزیتی با روند شمال غرب- جنوب شرق به درون واحدهای قدیمی‌تر تزریق شده اند. دایک‌های ریولیتی و ریوداسیتی همراستای روند کانی‌زایی هستند و در بخشی به عنوان میزبان کانی‌زایی نیز عمل کرده اند. واحدهای جوان کواترنری با ترکیب بازیک چون تراکی آندزیت تا آندزیت بازالتی واحدهای قدیمی را پوشانده‌اند و بیشتر در ارتفاعات منطقه دیده می-شوند. همچنین واحدهای رسوبی کواترنری با قطعه‌های درشت از واحدهای دگرسان شده قدیمی در کل منطقه حضور دارند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

جدول ۱ داده‌های بدست آمده از تجزیه عنصرهای اصلی به روش XRF (برحسب درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS (برحسب ppm) و برخی از نسبت‌های عنصری در واحدهای آتشفشانی الچه‌قشلاق (Da: داسیت‌آندزیت و An: آندزیت)

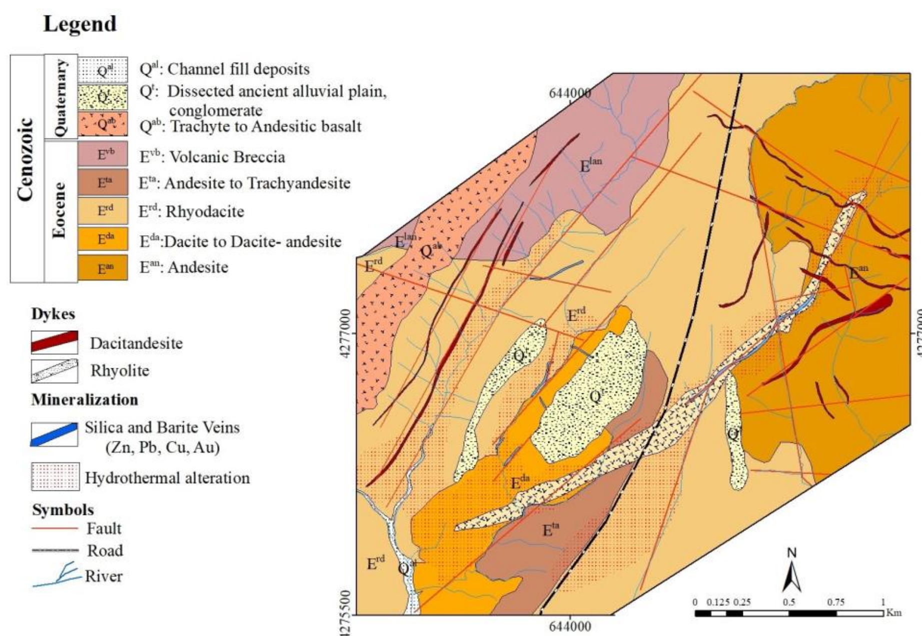
شماره نمونه	Al-۱۱۸	Al-۱۵۰	Al-۱۹۹	Al-۲۲۹	Al- ۲۴۰	Al- ۲۵۰	Al-۲۸۱	Al-۰۱۰
نوع سنگ	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da
SiO_2	۶۵٫۷	۶۴٫۲	۶۶٫۱	۶۵٫۱	۶۴٫۴	۶۲٫۲	۶۳٫۹	۶۶
Al_2O_3	۱۶٫۷۸	۱۶٫۵۵	۱۵٫۴۱	۱۵٫۲۸	۱۶٫۲۴	۱۵٫۴۵	۱۵٫۶۷	۱۵٫۷
CaO	۱٫۱۱	۲٫۳۸	۲٫۲۴	۲٫۰۲	۲٫۷۲	۴٫۳۳	۱٫۵۵	۲٫۴۲
Fe_2O_3	۷٫۰۷	۶٫۱۷	۵٫۷۹	۶٫۰۶	۲٫۲۵	۶٫۱	۵٫۷۳	۴٫۹
K_2O	۴٫۵۴	۳٫۵۴	۳٫۴۳	۴٫۲۶	۴٫۶۵	۴٫۰۲	۴٫۶۴	۴٫۰۶
MgO	۱۱٫۱	۲٫۳۹	۳٫۵۱	۱٫۶۲	۲٫۰۳	۲٫۸۶	۳٫۳۲	۲٫۰۱
Na_2O	۰٫۴۳	۱٫۷۹	۱٫۱۹	۱٫۱۳	۰٫۲۸	۲٫۶۹	۲٫۴۵	۱٫۴۵
TiO_2	٫۷۷	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۸۴	۰٫۷	۰٫۶۵	۰٫۵۷
P_2O_5	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۱
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۲۸
Ba	۱۲۸۸	۷۴۲	۱۱۷۳	۷۴۷	۱۰۹۶	۱۵۹۰	۶۵۸	۹۳۱
Ce	۱۵٫۲۸	۲۴٫۵۸	۵٫۶۱	۱۳٫۹۶	۱۵٫۷۳	۱۰٫۸۷	۲۹٫۰۳	۲۴٫۴۲
Co	۱۹٫۲۱	۲۰٫۲۸	۱۸٫۲۶	۱۷٫۸۶	۱۸٫۷۶	۱۸. ۹۷	۱۷٫۸۸	۲۱٫۶۷
Cr	۹۸٫۶۴	۴۱٫۵۹	۳۷٫۳۴	۷۰٫۴۱	۱۰۵	۹۹٫۳۶	۴۱٫۶۵	۸٫۷۹
Cs	۳٫۵۸	۹۳٫۲	۳٫۱۵	۳٫۴۴	۲٫۸۷	۳٫۳۵	۲٫۵۱	۲٫۶۲
Dy	۱٫۴۷	۳٫۳۵	۲٫۵۱	۱٫۶۵	۲٫۵۷	۲٫۶۷	۲٫۶۶	۳٫۴۱
Er	۰٫۵۶	۱٫۵۱	۱٫۷۴	۱٫۶	۱٫۴۴	۱٫۶۱	۱٫۱۱	۲٫۳
Eu	۰٫۷۵	۰٫۹۷	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۷۱	۰٫۹۳	۰٫۸۹	۱٫۱۲
Ga	۱۶٫۳	۱۸٫۱	۱۹٫۰۸	۱۴٫۱۹	۱۷٫۱۲	۱۷٫۸۵	۱۶٫۵۷	۱۸٫۸
Gd	۵٫۷۱	۵٫۴	۲٫۰۷	۴٫۹۷	۴٫۷۱	۵٫۳۶	۱۶٫۸۹	۴٫۴۳
Ge	۲٫۱	۲٫۰۴	۱٫۵۲	۲٫۱۲	۱٫۶۴	۲٫۴۱	۱٫۴۴	۲٫۳۴
Hf	۱۶٫۵۳	۱۵٫۸۸	۱۴٫۹۷	۱۶٫۵۴	۱۳٫۹۹	۱۸٫۹۷	۱۳٫۳۷	۵٫۰۱
Ho	۱٫۰۲	۰٫۷۴	۰٫۶	۰٫۶۷	۰٫۶۲	۰٫۸۲	۱٫۳۹	۰٫۳۳
La	۷٫۸۷	۱۳٫۹۱	۱۴٫۶۷	۸٫۱۴	۸٫۴	۷٫۴	۱۴٫۸۶	۱۳٫۴۶
Li	۷٫۸۶	۶٫۳۹	۶٫۰۵	۱۰٫۰۳	۸٫۱۵	۱۵٫۶۹	۵٫۸۹	۷٫۵۵
Lu	۰٫۵۵	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۰٫۴۵	۰٫۲۴
Nb	۱۱٫۱	۱۳٫۱۶	۱۲٫۹۷	۸٫۰۸	۹٫۸۹	۹٫۰۶	۱۳٫۴۸	۴٫۴۶
Nd	۹٫۴۳	۱۳٫۳	۱۴٫۱۲	۸٫۸۱	۱۰٫۷۵	۱۰٫۹۲	۱۵٫۰۸	۱۴٫۴
Ni	۴۴٫۳۱	۳۵٫۶	۳۱٫۰۴	۳۷٫۶۲	۴۶٫۶۲	۴۳٫۶۷	۵۱٫۸۶	۱۲٫۸۸
P	۸۰۵	۶۱۰	۵۵۳	۷۰۹	۷۹۳	۷۰۹	۶۴۷	۹۳۵
Pb	۵۳٫۲۷	۳۲٫۹۶	۵۸٫۴۱	۲۳. ۸۶	۴۴٫۲۲	۶۲٫۷۲	۲۸٫۹۲	۷٫۷۱
Pr	۵٫۶۶	۶٫۳۸	۶٫۲۲	۵٫۶	۴٫۷۸	۵٫۹۷	۴٫۸۲	۵٫۷۹
Rb	۱۷۳٫۹۹	۱۴۷٫۶۴	۱۳۶٫۸۷	۱۴۹٫۱۶	۱۶۱٫۹۹	۸۶٫۳	۱۳۷٫۷۶	۱۱۲٫۹۳
Sm	۲٫۸	۳٫۵۳	۲٫۹۸	۱٫۸۱	۲٫۲۷	۴٫ژ۲۲	۲٫۵	۳٫۴۹
Sn	۴	۳٫۵۱	۳٫۱۹	۳٫۸۴	۳٫۰۲	۴٫۱۷	۳٫۰۱	۴٫۴۶
Sr	۱۱۳	۲۲۰	۱۴۳	۱۲۱	۱۳۱	۱۴۴	۱۷۰	۱۳۵
Ta	۲٫۵۹	۲٫۶۷	۲٫۹۹	۲٫۹	۳٫۰۷	۴٫۱۴	۰٫۰۷	۲٫۳۳
Tb	۱٫۲۶	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۱٫۰۵	۰٫۸۱	۱٫۰۴	۰٫۹۳	۰٫۸۲
Te	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۵۵	۰٫۷	۰٫۴۷	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۳۱
Ti	۴۶۰۹	۳۹۲۹	۳۷۰۳	۴۰۹۰	۵۰۱۴	۴۱۷۱	۳۸۷۲	۳۴۲۷
Tl	۰٫۳۴	۱٫۷۵	۳٫۰۷	۰٫۶۵	۴٫۵۳	۰٫۴۳	۲٫۰۵	۱٫۶۵
Th	۱۶٫۵	۱۳٫۷۶	۱۳٫۹۴	۱۳٫۶	۱۱٫۷	۱۳٫۹۲	۱۲٫۱۹	۱۴٫۳۶
Tm	۰٫۶۵	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۵۳	۰٫۳۹	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۳۳
U	۳٫۹	۲٫۹	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۸	۳	۳٫۶	۳٫۲
Y	۹٫۳۱	۱۳٫۹	۱۶٫۶۶	۹٫۷	۱۲٫۵۳	۱۷٫۴	۱۵٫۵۴	۱۴
Yb	۱٫۲۳	۱٫۴۹	۱٫۸	۱٫۱۴	۱٫۳۸	۱٫۹۵	۲٫۰۷	۱٫۵۸
Zr	۱۸۸	۱۸۲	۲۴۱	۱۴۹	۲۲۴	۱۳۹	۳۲۳	۲۲۵
Eu/Eu*	۰٫۵۷	۰٫۶۸	۰٫۷۶	۰٫۷	۰٫۸۴	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۷۳
Ce/Ce*	۰٫۵۴	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۴۸	۰٫۵۸	۰٫۳۸	۰٫۵۶

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

ادامه جدول۱

نمونه	Al-015	Al-040	Al-050	Al-055	Al-075	Al-090	Al-105	Al-05	Al-010	Al۴-015	Al-020
سنگ	Da	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
SiO_2	۶۵/۴	۵۹/۹	۶۲	۶۳/۱	۶۰/۴	۶۰/۱	۶۰/۱	۵۸/۹۸	۵۷/۶۸	۵۹/۰۹	۶۰/۱۶
Al_2O_3	۱۶/۱	۱۳/۹	۱۴/۷	۱۲/۸	۱۴/۹	۱۳/۵۸	۱۳/۶۳	۱۵/۶	۱۵/۸۲	۱۷/۰۷	۱۶/۲۶
CaO	۳/۰۱	۴/۳۲	۴/۸۸	۵/۱۲	۳/۹۹	۷/۰۹	۶/۷۶	۶/۳۵	۵/۰۹	۲/۱۴	۳/۶۸
Fe_2O_3	۵/۰۹	۴/۸۷	۴/۶۹	۵/۱	۷/۵۷	۵/۹	۶/۶۶	۷/۱۷	۷/۳۱	۷/۴۲	۷/۳۱
K_2O	۴/۹۹	۵/۵۳	۵/۳۴	۵/۲۳	۴/۶۳	۵/۸۶	۵/۴۳	۴/۵۴	۴/۳۲	۶/۵۴	۵/۴
MgO	۲/۷۸	۲/۹۴	۱/۹۹	۱/۹۸	۲/۸۷	۳/۳۲	۳/۰۵	۰/۴۸	۲/۵۱	۳/۵۱	۳/۴۵
Na_2O	۲/۲۸	۱/۱۵	۱/۴۳	۱/۱۲	۲/۸۷	۱/۵۴	۱/۳۹	۲/۳۳	۲/۹۸	۰/۵۳	۱/۵
TiO_2	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۶۸	۰/۶	۰/۶	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۸۱	۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۸۶
P_2O_5	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۶
MnO	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۴
Ba	۸۸۵	۱۴۲۸	۴۱۴	۴۹۵	۱۴۲۰	۹۳۹	۴۰۷	۴۰۳	۱۴۴	۱۸۳	۱۹۵
Ce	۲۳/۱۶	۲۱/۹۵	۲۴/۲۳	۲۲/۹۹	۲۰/۹۷	۱۸/۲۳	۲۳/۳۹	۲۵/۳۹	۲۳/۸۲	۲۵/۰۲	۲۱/۹۷
Co	۱۸/۷۹	۲۲/۵۲	۲۵/۵۶	۲۱/۰۸	۱۹/۷۱	۱۷/۹	۲۱/۲۲	۲۰/۱۹	۲۱/۹۵	۲۱/۰۸	۲۱/۸۹
Cr	۶/۱۸	۱۰/۰۶	۱۳/۱۸	۱۳/۶۷	۹/۹۹	۱۱/۳۷	۲۳/۲۲	۴۰/۵۴	۴۳/۴۵	۴۵/۰۹	۴۲/۸۱
Cs	۲/۷۹	۳/۰۱	۳/۱۸	۳/۴۱	۲/۷۹	۳/۵۶	۲/۵۶	۳/۳۷	۲/۷۳	۳/۶۳	۳/۳۸
Dy	۳/۰۳	۱/۲۶	۲/۱۹	۱/۴۶	۲/۴۵	۲/۴۲	۲/۸۱	۴/۳۸	۳/۰۵	۳/۳۵	۳/۴۸
Er	۱/۹۶	۱/۲۶	۱/۴۸	۱/۲۸	۱/۴۲	۱/۲۴	۱/۷۸	۱/۷	۲/۲۷	۱/۸۲	۱/۰۷
Eu	۱/۰۷	۰/۸	۱/۱۷	۰/۸۹	۰/۷۱	۰/۷۷	۰/۷۸	۱/۲۴	۱/۱	۱/۲۲	۱/۱۷
Ga	۱۸/۵۵	۱۹/۹۶	۱۹/۹۴	۱۶/۴۱	۱۵/۵۸	۱۵/۲۷	۱۵/۴۴	۱۷/۹	۱۵/۸۵	۱۷/۹۵	۱۶/۱۴
Gd	۴/۳۹	۴/۲۵	۵/۳۱	۴/۰۹	۴/۰۵	۴/۳	۴/۱۵	۶/۲۸	۶/۸	۶/۶	۶/۳۳
Ge	۲/۲۶	۳/۰۷	۳/۸۶	۲/۸۵	۲/۸۱	۳/۵۳	۲/۶۹	۱/۴۴	۲/۰۶	۲/۲۴	۱/۹۷
Hf	۷/۱۱	۱۰/۸۷	۵/۶۸	۳/۰۶	۹/۳۱	۷/۴۶	۹/۲۲	۱۵/۹۳	۱۲/۸۸	۱۷/۳۶	۱۷/۱۴
Ho	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۳۵	۱/۰۱
La	۱۳/۲۳	۱۱/۵	۱۳/۶	۱۲/۸۱	۱۱/۸۴	۱۰/۴	۱۲/۹۳	۱۳/۱۵	۱۱/۹۵	۱۳/۹۶	۱۲/۶۵
Li	۲۴/۸	۲/۷۳	۷/۲۵	۶/۰۱	۳/۸۳	۳/۵۶	۵/۳۹	۷/۲۲	۶/۶۴	۸/۵۴	۱۰/۱
Lu	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۶
Nb	۳/۸۸	۵/۰۷	۵/۳	۵/۶۱	۶/۷۳	۴/۷۱	۵/۶۵	۱۶/۸۶	۱۴/۹۵	۱۶/۳۴	۱۶/۱۲
Nd	۴/۲۹	۱۱/۶۸	۱۵/۱۶	۱۳/۰۱	۱۱/۱۴	۱۰/۵۵	۱۱/۶۶	۱۷/۳۹	۱۷/۱۲	۱۵/۸	۱۶/۶۶
Ni	۸/۰۵	۱۱/۶۲	۱۶/۸۳	۱۱/۷۲	۱۲/۰۵	۱۱/۲۷	۱۲/۵۷	۳۲/۲۴	۴۴/۰۲	۳۷/۲۶	۳۸/۲۴
P	۷۶۷	۵۹۳	۷۹۷	۸۴۴	۹۱۱	۷۸۵	۵۹۰	۶۸۵	۶۸۵	۷۹۰	۷۰۲
Pb	۱۵/۸۴	۲۶/۳۹	۱۷/۶۸	۱۵/۶۸	۱۵/۹	۷/۰۴	۵/۴۳	۳۲/۱۱	۲۹/۵۶	۳۲/۹۹	۳۳/۰۷
Pr	۵/۴۹	۵/۱۲	۶/۳	۵/۱۳	۴/۸۶	۵/۴۵	۵/۰۵	۵/۵۸	۷/۱۷	۹/۵۹	۶/۱
Rb	۱۶۰/۶۸	۱۳۸/۷۴	۱۲۹/۵۵	۱۲۷/۴۴	۱۶۴/۵۹	۱۰۶/۴۴	۱۲۹/۹۵	۹۱/۷۷	۹۰/۸۱	۱۵۸/۵۴	۱۱۰/۶۱
Sm	۳/۳۳	۲/۶۸	۳/۴۲	۲/۸۳	۲/۸۵	۳/۸۹	۲/۳	۳/۶۲	۳/۵۸	۳/۷۶	۳/۶۹
Sn	۴/۱۵	۴/۸	۵/۳۶	۴/۸۴	۴/۷۷	۴/۷۹	۳/۷۸	۳/۴۳	۲/۹	۳/۸۵	۳/۸۵
Sr	۱۷۹	۱۳۲	۲۰۴	۱۷۳	۱۸۱	۱۷۲	۱۱۲	۶۷	۱۶۰	۱۱۷	۱۰۸
Ta	۲/۷۹	/۵۵	۱/۳۸	۱/۳۱	۲/۳	۲/۳۸	۲/۱۸	۳/۰۶	۳/۸۹	۲/۲۶	۳/۹۱
Tb	۰/۳	۰/۶۳	۰/۴۷	۰/۸۹	۰/۶	۰/۷۷	۰/۶۱	۱/۰۶	۱/۱۱	۱/۰۷	۱/۰۸
Te	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۶۷	۰/۴۴	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۷۴	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۵۷
Ti	۳۱۷۱	۳۳۲۵	۴۰۷۳	۳۶۱۳	۳۶۱۱	۳۲۷۷	۳۴۲۴	۴۸۴۰	۵۲۸۲	۴۶۴۷	۵۱۸۵
Tl	۰/۴۵	۰/۸۹	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۸۴	۰/۳۳	۰/۷۹	۳/۴۱	۰/۴۳	۲/۷۲	۲/۱۹
Th	۱۲/۹۴	۱۴/۹۱	۱۶/۵۴	۱۵/۰۳	۱۴/۲۲	۱۵/۲۹	۱۲/۲۷	۱۶/۱۸	۱۵/۵	۱۴/۸۵	۱۶
Tm	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۱
U	۳/۵۸	۳/۶۶	۴/۲۶	۳/۳۸	۲/۹۷	۳/۳۴	۳/۱۵	۴/۱	۳/۹	۳/۲	۳/۳
Y	۱۳/۹۶	۸/۰۷	۱۱/۹۶	۸/۲۸	۹/۲۸	۹/۲۶	۱۲/۵۱	۲۳/۴۱	۱۹/۹۱	۱۶/۳۲	۱۸/۶۶
Yb	۱/۵۲	۱/۰۵	۱/۴۷	۰/۹۴	۱/۱۲	۱/۰۸	۱/۳۶	۲/۲۳	۲/۲	۱/۷۸	۱/۸۱
Zr	۲۰۷	۲۰۹	۲۰۷	۱۴۳	۲۰۲	۱۶۸	۳۰۴	۱۷۲	۲۲۶	۱۷۳	۲۱۷
Eu/Eu*	۰/۸۵	۰/۷۲	۰/۸۴	۰/۸	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۷۷	۰/۸	۰/۶۸	۰/۷۵	۰/۷۴
Ce/Ce*	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۵۷	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۶	۰/۶۶	۰/۵۹

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

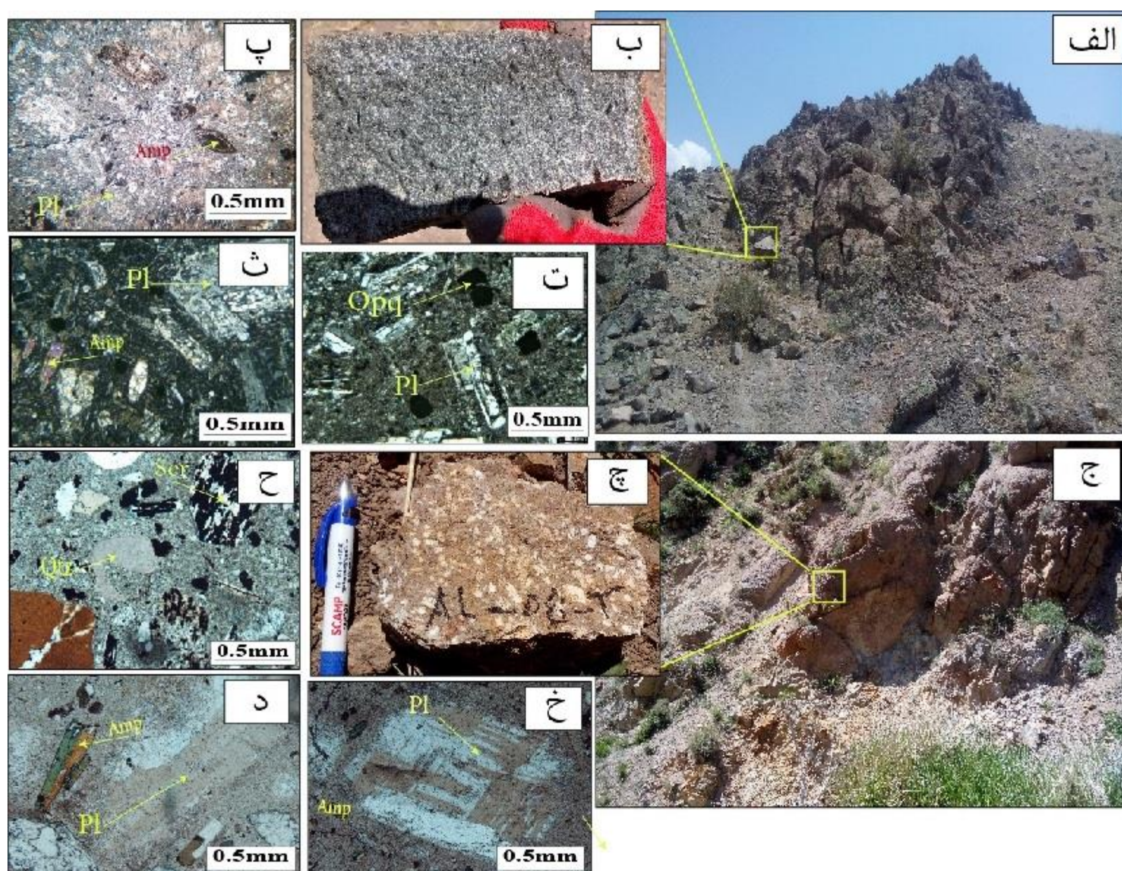


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه آلچه‌قشلاق در مقیاس ۱:۵۰۰۰

واحد آندزیتی E^{an}: این واحد قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه بوده که با دایک‌های به سن الیگوسن پسین قطع شده است. گسترش این واحد بیشتر در شرق منطقه است و به رنگ خاکستری روشن دیده می شود (شکل‌های ۳ الف و ب) این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره ریز بلور هستند و کانی‌های درشت بلور ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می-دهند. پلاژیوکلاز با بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل دار ریز تا ۲ میلی متر با ماکل چندریختی و بافت غربالی حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد حجم کانی‌های درشت بلور را شامل می‌شود (شکل‌های ۳ پ و ت). ویژگی‌هایی چون منطقه‌بندی و بافت غربالی می-تواند نشان‌دهنده عدم تعادل شیمیایی و سرعت بالای صعود ماگما (کاهش ناگهانی فشار) باشند و نقش آلایش پوسته‌ای را مشخص می‌کند [۴۲،۴۱]. هورنبلند با بلورهای شکل دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه بلور تا ۱/۵ میلی متر حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی درشت‌بلور را تشکیل می‌دهد. در بیشتر نمونه-های بررسی شده، هورنبلند لبه کدرشده دارد (شکل ۳ ث). این امر در اثر اکسایش گرمابی، تغییر دما، نرخ سرد شدگی و فوران، کاهش فشار جانبی و در گریزندگی اکسیژن بالا رخ می -دهد [۴۳]. زمینه سنگ مورد بررسی نیز از ریزسنگ‌های بسیار ریز و ریزبلورهای فلدسپار سریسیتی شده و گاهی کانی‌های مخفی‌بلور تشکیل شده است. زمینه به طور بخشی کربناتی و سریسیتی شده است.

واحد داسیت تا داسیت- آندزیت E^{da}: این واحد در مرکز منطقه قرار داشته و گسترش کمتری نسبت به سایر واحدهای سنگی دارد. این واحد در معرض دایک ریولیتی قرار گرفته و با بافت برشی و کانی‌زایی همراه است. رنگ کرمی از ویژگی‌های بارز این واحد در منطقه مورد بررسی بوده که نسبت به سایر واحدها قابل تفکیک است (شکل ۳ ث). میزان فرسایش در این واحد به شدت بالا بوده و بخش عمده آن به خاک تبدیل شده است (شکل‌های ۳ ث و ج). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت پورفیریتی، بافت غالب در این واحد است که در آن کانی -های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز درشت بلورهای آن را تشکیل می‌دهند. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد حجمی) در اندازه بلوری میکرونی تا ۳/۵ میلی متر با ماکل چندریختی و گاهی منطقه بندی که از لبه‌ها به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند، دیده می -شوند (شکل ۳ ح). آمفیبول (با فراوانی ۱۰ تا ۱۳ درصد حجمی) به صورت شکل‌دار (مقطع کامل) تا نیمه شکل‌دار با ماکل در اندازه‌های متفاوت میکرونی تا ۲ میلی متر (شکل ۳-خ) با دگرسانی به کلریت، کربنات و اکسیدهای آهن به همراه بلورهای نیمه شکل‌دار کوارتز (با فراوان ۴ تا ۶ درصد حجمی) در حد ۰/۵ میلی‌متر در سنگ حضور دارند (شکل ۳ د). کوارتز با زمینه سنگ واکنش داده و دارای هاله واکنشی است. زمینه سنگ مورد بررسی (با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم کلی سنگ) از کانی‌های کوارتز و فلدسپارهایی بی‌شکل بسیار ریز همراه با کانی‌های ثانویه سریسیت، کلریت، کربنات و کانی‌های رسی به همراه اکسید آهن تشکیل شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]



شکل۳ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و سنگ‌نگاری (در نور قطبیده متقاطع، XPL) از سنگ‌های آندزیتی و داسیت آندزیتی منطقه آلچه قشلاق: الف) واحد آندزیتی (دید به سمت شرق)، ب) واحد آندزیتی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پ) آمفیبول کدر شده همراه با پلاژیوکلاز با دگرسانی بالا و منطقه‌بندی، ت) بافت پورفیریتی با کانی های پلاژیوکلاز سریسیتی شده و آمفیبول کلریتی شده در زمینه ریزبلوری تا نهان بلوری و فراوانی کانی کدر (پیریت) در آن، ث) کانی هورنبلند به صورت درشت بلور، ج) واحد داسیت آندزیت با دگرسانی آرژیلیک، چ) واحد داسیت آندزیت با پلاژیوکلاز دگرسان شده، ح) درشت بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی‌شکل و پلاژیوکلاز سریسیتی شده، خ) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی و کانی‌های ریز آمفیبول دگرسان شده، د) بافت پورفیریتی و حضور کانی‌های درشت بلور در داسیت تا داسیت‌آندزیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۴] هستند (Pl:پلاژیوکلاز ، Qtz: کوارتز، Amp: امفیبول، Opq: کانی کدر).

واحد ریوداسیت E^{rd}: این واحد از گسترده‌ترین واحدهای تشکیل دهنده منطقه مورد بررسی بوده که بیشترین گستره آن از جنوب منطقه تا میانه آن است (شکل ۴ الف). این واحد به دلیل فعالیت‌های زمین ساختی و گرمابی به شدت خرد و دگرسان شده است و اکسیدهای آهن همه سطوح آن را در برگرفته‌اند (شکل ۴ ب). بررسی مقاطع نازک این سنگ‌ها نشان‌دهنده بافت ریزسنگی پورفیریتی جریانی با خمیره ریزسنگی و گاهی شیشه است. درشت‌بلورها در این سنگ‌ها شامل کوارتز (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (با فراوانی ۴ تا ۶ درصد حجمی) بوده (شکل۴-پ) و کانی‌های فرعی آن نیز شامل هورنبلند (با فراوانی ۲ تا ۳ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (با فراوانی حدود ۱ درصد حجمی) هستند. کوارتز با بلورهای نیمه شکل‌دار بازتبلور یافته با خاموشی موجی و پلاژیوکلاز و قالب‌های بلوری شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار آن در اندازه بلوری ۲/۵ میلی‌متر به طورکامل و به شدت سریسیتی و گاهی سیلیسی و کربناتی شده است. زمینه سنگ مورد بررسی نیز از ریزبلورهای کوارتز- فلدسپار بسیار ریز بی‌شکل در هم رشد کرده همراه با کانی‌های بسیار ریز سریسیت و کانی‌های رسی تشکیل شده است.

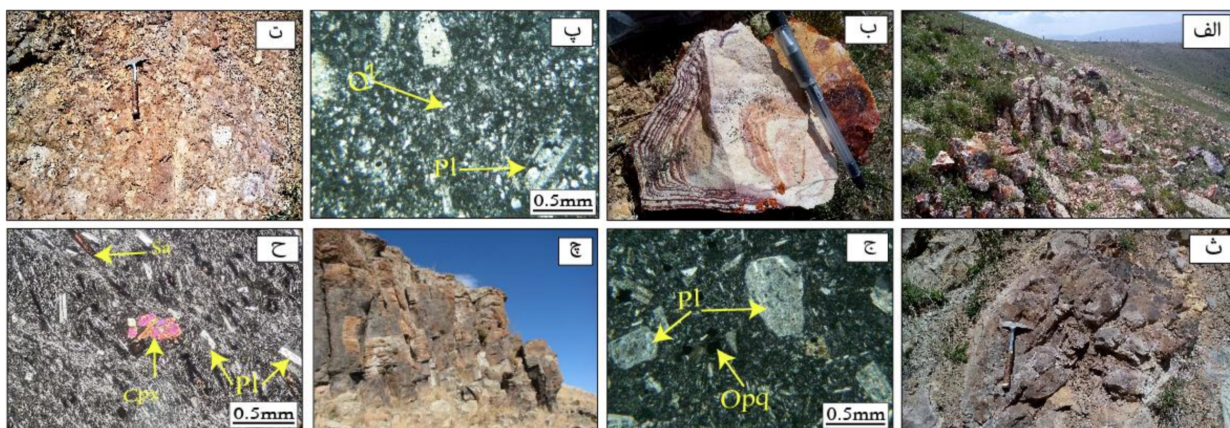
واحد برش آتشفشانی E^{vb}: رخنمون این واحد بیشتر در بخش شمال غرب منطقه گسترش دارد. این واحد از شرق با واحد آندزیتی و از جنوب با واحد ریوداسیتی محدود می‌گردد. افزون بر واحدهای نام برده، سنگ‌های آتشفشانی با سن کواترنر با ترکیب داسیت- آندزیت تا کوارتز آندزیت بخش‌های میانی این

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

واحد را به صورت افقی پوشانده اند. قطعه‌های برشی موجود در این واحد بیشتر با ترکیب ریولیت تا داسیت و آندزیت در اندازه‌های میلی‌متری تا ۱۰ سانتی‌متر هستند که در خمیره‌ای از مواد آتشفشانی اسیدی قرار دارند (شکل ۴ ت). این قطعه-های تا حدی گرد شده بوده و درون سیمان آتشفشانی اسیدی غوطه ور هستند. قطعه‌های تشکیل‌دهنده این واحد بیشتر دگرسان شده هستند و همبستگی با واحدهای محدود کننده آن دارند که گویای جوان‌تر بودن آن است.

واحد آندزیت تا تراکی آندزیت E^{ta} : این واحد به رنگ خاکستری با دگرسانی مبا از مرکز منطقه مورد بررسی به سمت جنوب غرب و در راستای جاده دسترسی معدن سونگون کشیده شده است. این واحد در کنار واحد داسیت تا داسیت آندزیتی که میزبان بخشی از کانی زایی بوده در نقشه زمین‌شناسی قابل تشخیص است (شکل ۴ ث). بر اساس بررسی مقاطع میکروسکوپی، بافت غالب سنگ پورفیری با زمینه ریزسنگی ریز بلور تا نهان بلوری است. پلاژیوکلاز به عنوان کانی درشت بلور با بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه بلوری تا ۳ میلی‌متر و ماکل چندریختی ۶۰ درصد کانی‌های درشت بلور را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ج). کانی‌های تیره نیز به صورت پراکنده در متن سنگ حضور دارند که با توجه به شکل و اندازه آنها به نظر می‌رسد که کانی پیریت باشند (شکل ۴ ج). زمینه سنگ از ریزسنگ‌های سوزنی بسیار ریز و کانی‌های ریزبلور و مخفی‌بلور به همراه کانی‌های ثانویه چون کلریت، کربنات کلسیم، سریسیت و سیلیس دوباره رشد کرده تشکیل شده است.

واحد تراکی-آندزیت‌بازالتی Q^{ab}: این واحد سنگی در غرب و شمال غرب منطقه مورد بررسی واقع است. روند عمومی این واحد شمال شرق-جنوب غرب بوده و به صورت دگرشیب بر واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است (شکل ۴ چ). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان [۴۵]، سن این واحد کواترنر بوده و مربوط به آخرین فعالیت ماگمایی فعال در منطقه است. بر اساس بررسی های میکروسکوپی، بافت اصلی این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری و بین دانه ای بوده و زمینه سنگ نیز دربردارنده شیشه به صورت بین دانه‌ای است که با تیغک‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در برگرفته شده است (شکل ۴ ح). پیروکسن اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های مبا تا درشت، به صورت درشت بلور در زمینه ریزسنگی این واحد سنگی دیده می‌شود (شکل ۴ ح). پلاژیوکلاز به صورت ریزسنگی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ح). این ریزسنگ‌ها، درشت بلورهای کلینوپیروکسن را دور زده که در یک روند مشخص منظم شده‌اند. کانی‌های سانیدین نیز به صورت ریزسنگ حضور دارند و بسیار ریز هستند (شکل ۴ ح).

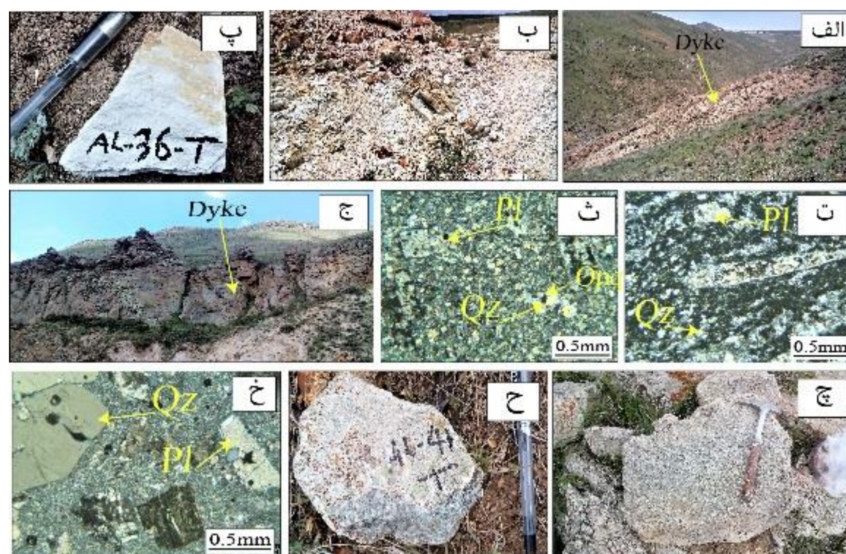


شکل ۴ تصاویر صحرایی، نمونه دستی و سنگ نگاری (XPL) از واحدهای ریودایتی، واحد برش آتشفشانی، آندزیت تا تراکی آندزیتی و تراکی-آندزیت‌بازالتی محدوده بررسی‌هایی آلچه‌قشلاق. الف) تصویر صحرایی واحد ریوداسیتی (دید به سمت جنوب) ب) نمونه دستی واحد ریوداسیت که در آن دگرسانی آرژیلیکی و اکسیدهای آهن به صورت نواری که نشان از توالی فرایند شستشو و لیچینگ است دیده می شد، پ) تصویر سنگ نگاری از واحد ریوداسیتی که پلاژیوکلاز به صورت درشت بلور در زمینه حاوی سیلیسی. ت) واحد برش آتشفشانی که در آن قطعات درشت از واحدهای قدیمی‌تر قابل مشاهده است. ث) واحد آندزیت تا تراکی آندزیت که دچار دگرسانی پروپیلیتیک شده است. ج) درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده همراه با کانی‌های کدر در زمینه‌ای از میکرولیت‌های سوزنی بسیار ریز. چ) نمای دور از واحد تراکی تا تراکی بازالت مربوط به دوران کواترنر ح) کانی کلینوپیروکسن به عنوان درشت بلور در زمینه‌ای از شیشه که با تیغک‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در برگرفته شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز [۴۴] اقتباس شده است (Pl:پلاژیوکلاز ، Qz: کوارتز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opq: کانی کدر).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

دایک ریولیتی: این دایک به رنگ سفید با روند شمال شرق – جنوب غرب و با شیبی به سمت شمال غرب با ضخامت حدود ۲۰ متر و طولی حدود ۲ کیلومتر در مرکز منطقه مورد بررسی قرار دارد (شکل ۵ الف). دگرسانی گسترده این دایک باعث از بین رفتن ساخت و بافت اولیه سنگ شده و لبه آن نیز به شدت بر سنگ میزبان اثر گذاشته است (شکل ۵ ب). به دلیل شدت دگرسانی، کانی‌های اولیه این دایک از بین رفته‌اند و با کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۵ پ). براساس بررسی‌های مقاطع نازک از این واحد، بیشترین بافت دیده شده پورفیری با خمیره ریز بلور و گاهی جریانی است. درشت بلورهای تشکیل‌دهنده آن شامل فلدسپارقلیایی (با فراونی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (با فراوانی ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی) هستند (شکل ۵ ت). کانی‌های فرعی چون آمفیبول و به ندرت بیوتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ هستند (شکل ۵ ث). کانی‌های کلریت، کلسیت و کانی‌های رسی از ثانویه این سنگ محسوب می‌گردند. زمینه سنگ مورد بررسی از ریزبلورهای کوارتز بی‌شکل با درصد بالا و فلدسپارهای سریسیتی با درصد کم و کانی‌های مخفی‌بلور و کمی شیشه تشکیل شده است.

دایک داسیتی تا داسیت آندزیت: این دایک‌ها به طور گسترده در منطقه مورد بررسی حضور دارند و بیشترین رخنمون آنها نیز در غرب و شمال غرب و درون واحد آندزیتی است. روند عمومی آنها در بخش غربی منطقه شمال غرب- جنوب شرق بوده و در شرق منطقه نیز تا حدی شمال شرق- جنوب غرب است. این دایک‌ها با دارا بودن افرازی بیش از ۳ متر در غرب منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۵ ج). رنگ ظاهری این دایک‌ها خاکستری تا خاکستری روشن است (شکل ۵ چ) و کانی‌های درشت بلور پلاژیوکلاز با دگرسانی رسی در آن دیده می‌شوند (شکل ۵ ح). روند عمومی آنها شمال غرب-جنوب شرق است و از آنجا که دایک ریولیتی را قطع کرده‌اند جوانتر از آن هستند. بررسی مقاطع نازک بیانگر حضور بافت پورفیریک با خمیره ریز بلور و مخفی‌بلور دگرسان شده است. کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز با فراوانی به ترتیب ۴۵، ۱۵ و ۵ درصد از کانی‌های درشت بلور هستند. کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (شکل ۵ خ) در اندازه‌های حدود ۴ میلی‌متر دیده می‌شوند. کوارتز با بلورهای نیمه شکل‌دار با خوردگی خلیجی شکل و خاموشی موجی در اندازه بلوری ریز تا ۷ میلی‌متر با درصد قابل توجهی در سنگ دیده می‌شود (شکل ۵ خ). زمینه سنگ مورد بررسی از ریزبلورهای کوارتز همراه با فلدسپارهای سریسیتی و کانی‌های ثانویه تشکیل شده است.

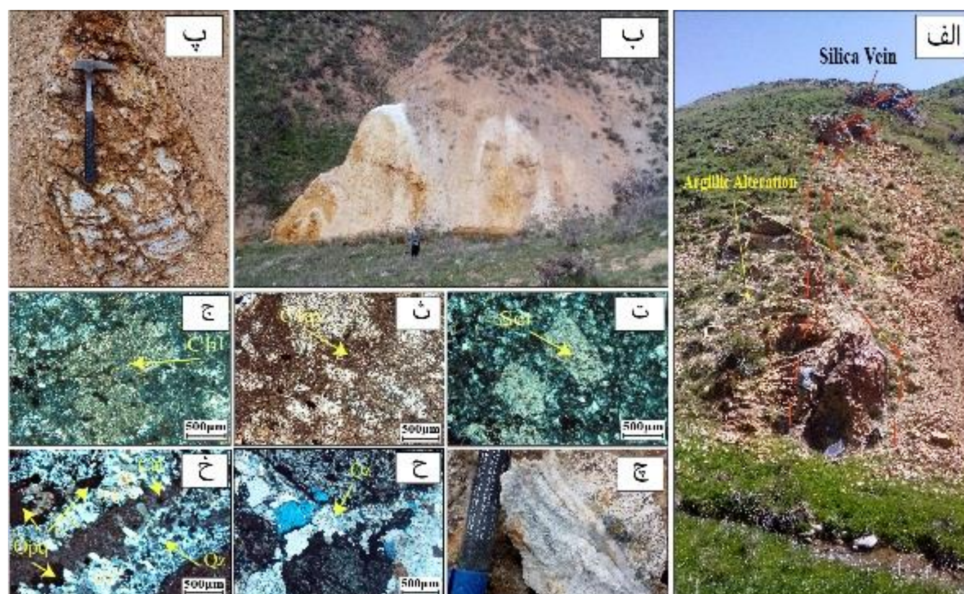


شکل ۵ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و سنگ‌نگاری (XPL) از دایک‌های منطقه آلچه قشلاق: الف) دایک ریولیتی دگرسان شده (دید به سمت شمال شرق)، ب) دایک ریولیتی با دگرسانی آرژیلیکی و اکسیدهای آهن در درز و شکستگی‌های آن، پ) دایک ریولیت با دگرسانی آرژیلیکی ت) بافت پورفیری و کانی پلاژیوکلاز سریسیتی شده در خمیره‌ای از ریزبلورهای کوارتز بی‌شکل، ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتزهای ثانویه کانی‌های تیره کدر (پیریت)، ج) دایک داسیتی تا داسیت آندزیتی (دید به سمت غرب)، چ) دایک داسیت آندزیتی، ح) دایک داسیت آندزیتی با پلاژیوکلاز دگرسان شده، خ) درشت بلورهای کوارتز خلیجی‌شکل همراه با پلاژیوکلاز دگرسان شده. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۴] هستند (Pl:پلاژیوکلاز ، Qz: کوارتز، Opq: کانی کدر).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

دگرسانی و کانه‌زایی

سنگ میزبان کانی‌زایی در منطقه مورد بررسی اغلب شامل آندزیت، داسیت، ریولیت، ریوداسیت و داسیت‌آندزیتی است و این سنگ‌های میزبان پیرامون رگه‌های سیلیسی دچار دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی‌ها هم به صورت گسترده پیرامون رگه‌های سیلیسی- باریتی (شکل ۶ الف) و هم به-صورت مجزا رخ داده‌اند (شکل ۶ ب). پهنه‌های دگرسانی سریسیتی و پروپیلیتی بیشترین گسترش را داشته و دگرسانی -های سیلیسی و آرژیلیک بیشتر پیرامون رگه‌های سیلیسی حضور دارند. دگرسانی فیلیک بیشترین گسترش را در میان سایر دگرسانی‌ها دارد و بیشتر واحدهای داسیتی، ریوداسیتی و دایک ریولیتی دستخوش آن شده‌اند. اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در همه سطوح و درز و شکستگی‌های این دگرسانی‌ها حضور دارند (شکل ۶ پ) که نشانگر فرایند اکسایش و شستشوی بالا در این سامانه کانی‌زایی است. واحد آندزیتی نیز محدود به رگه‌های سیلیسی است و سرانجام با دگرسانی پروپیلیتی محدود می‌گردد. این دگرسانی شامل سریسیت (شکل ۶ ت)، کوارتز و پیریت بوده به طوری که سریسیت بیشتر بر کانی‌های فلدسپار چون پلاژیوکلاز اثر گذاشته است و در همه نمونه‌های بررسی شده حضور دارد. سریسیت افزون بر اثر بر درشت بلورهای فلدسپار، حضور گسترده‌ای نیز در متن سنگ دارد. پیریت (حدود ۵ درصد سنگ) به صورت تمام بلورین و درشت در متن سنگ دیده می‌شود که در سطح در حال تبدیل شدن به کانی‌های اکسیدی چون هماتیت و لیمونیت است (شکل ۶ پ). دگرسانی آرژیلیک نیز به طور گسترده در همه واحدهای سنگی درگیر با کانی‌زایی حضور دارد و به دلیل همپوشی با دگرسانی فیلیک، به جز پیرامون رگه‌های سیلیسی قابل تفکیک نیست. این دگرسانی در دایک ریولیتی، واحدهای داسیتی و ریوداسیتی بیشترین اثر را داشته است و پیرامون رگه‌های سیلیسی به رنگ سفید قدیده می‌شود (شکل ۶ ث). دگرسانی سیلیسی به دو صورت در این منطقه قابل مشاهده است؛ نوع اول بیشتر در ارتباط با پهنه‌های ساختاری است و در راستای گسل‌ها به صورت متراکم و رگه‌ای دیده می‌شود. نوع دوم در ارتباط با پهنه‌های برشی گرمابی (شکل ۶ چ) بوده و همه فضای بین قطعه را پر کرده (شکل ۶ ح) و یا بصورت جانشینی تمرکز یافته است. سیلیس در این دگرسانی در رگه‌ها بیشتر به صورت بلورین و گاهی به صورت کلسدونی و در پهنه‌های برشی بصورت بلوری و دندان‌سگی (شکل ۶ خ) دیده می‌شود.

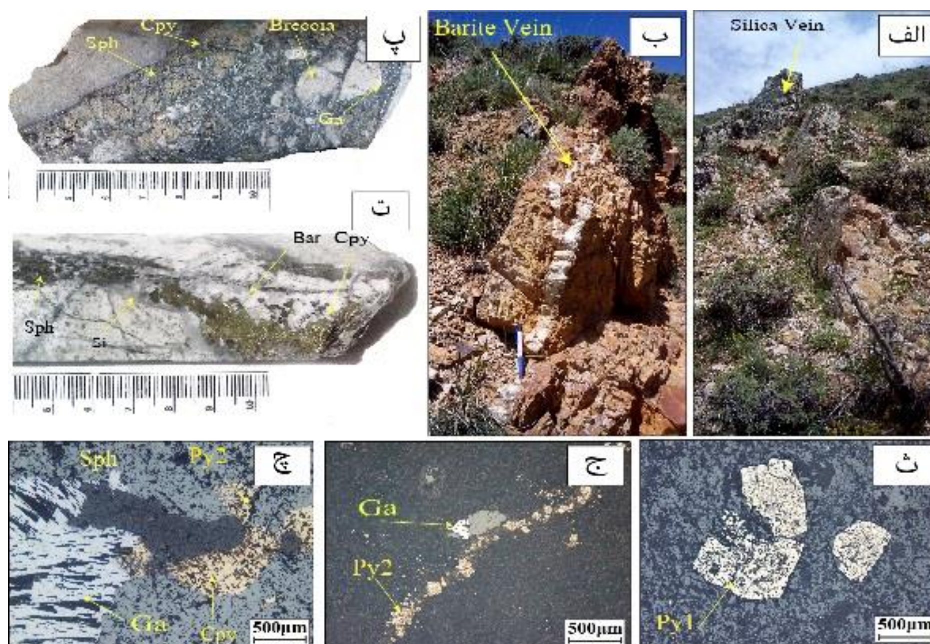


شکل ۶ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (XPL) از دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلی در منطقه آلچه‌قشلاق: الف) رگه کانی‌دار سیلیسی و دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلی، ب) دگرسانی آرژیلی، پ) دگرسانی آرژیلی پرشده با اکسیدهای آهن در محل کانی‌زایی. ت) دگرسانی فیلیک و کانی سریسیت در آن، ث) حضور کانی‌های رسی در متن سنگ در دگرسانی آرژیلی، چ) رگچه‌های سیلیسی، ج) تشکیل کانی‌های کلریت در دگرسانی پروپیلیتی، ح) کوارتز پرکننده فضاهای خالی در بافت برشی، خ) بافت شکاف پرکن و دندان سگی کانی کوارتز. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۴] هستند (Pl:پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Opq: کانی کدر).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

افزون بر این، کانی کوارتز به صورت جانشینی، پر کننده فضای خالی و رگچه‌ای در سنگ‌های پیرامون رگه‌های کانه‌دار نیز دیده می‌شود که گاهی نیز دربردارنده کانی‌زایی فلزی است. سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در این کانسار را واحدهای ریوداسیت و آندزیت و کمتر داسیت تا داسیت‌آندزیتی تشکیل می‌دهد (شکل ۲). دگرسانی پروپیلیتی با حضور کانی‌های کلریتی (شکل ۶ ج)، اپیدوتی و کلسیتی در واحدهای آندزیتی تا تراکی آندزیتی با دور شدن از رگه‌های سیلیسی گسترش می‌یابد. این کانی‌ها جانشین کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت شده اند، به طوری که در بسیاری از مقاطع بررسی شده، آثاری از کانی اولیه باقی نمانده است. افزون بر بافت جانشینی، رگه‌های کلریتی نیز دیده می‌شوند که با نزدیکتر شدن به سامانه گرمابی منطقه بر مقدار آن‌ها افزوده می‌شود.

پهنه کانه‌دار در این منطقه از ۷ رگه سیلیسی - باریتی کانه‌دار تشکیل شده است. این رگه‌های سیلیسی دارای طولی حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر و عرض حدود ۵ تا ۷ متر هستند. روند عمومی این رگه‌ها شمال‌شرق- جنوب غرب با شیبی حدود ۷۵ تا ۸۰ درجه در راستای شمال‌غرب است (شکل ۷ الف). رگه‌های باریت نیز طولی حدود ۲۰ متر و ضخامتی حدود ۲ متر دارند و روند عمومی آنها شمالی- جنوبی تا شمال غرب-جنوب شرق با شیبی حدود ۸۰ درجه در راستای جنوب غرب است (شکل ۷ ب). این رگه‌ها به دلیل مقاومت بالای سیلیس نسبت به فرسایش نسبت به سنگ میزبان خود به صورت برجسته با افرازی حدود ۱ متر در سطح زمین دیده می‌شوند. با توجه به نمونه برداری‌های انجام شده، بیشتر کانه‌زایی محدود به این سامانه رگه‌ای سیلیسی – باریتی است. بافت‌های قابل مشاهده در این سامانه شامل پرکننده فضاهای خالی، برشی (شکل ۷ پ)، رگچه‌ای (شکل ۷ ت)، و دانه پراکنده هستند. از مهمترین کانه‌های فلزی در این رگه‌ها، می‌توان به پیریت، اسفالریت (شکل‌های ۷ پ و ت)، گالن (شکل‌های ۷ پ و ت) و کالکوپیریت (شکل‌های ۷ پ و ت) به عنوان کانه‌های درونزاد و کوولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن به عنوان کانه‌های برونزاد اشاره کرد. کانه غالب سولفیدی در این سامانه کانی‌زایی پیریت است.



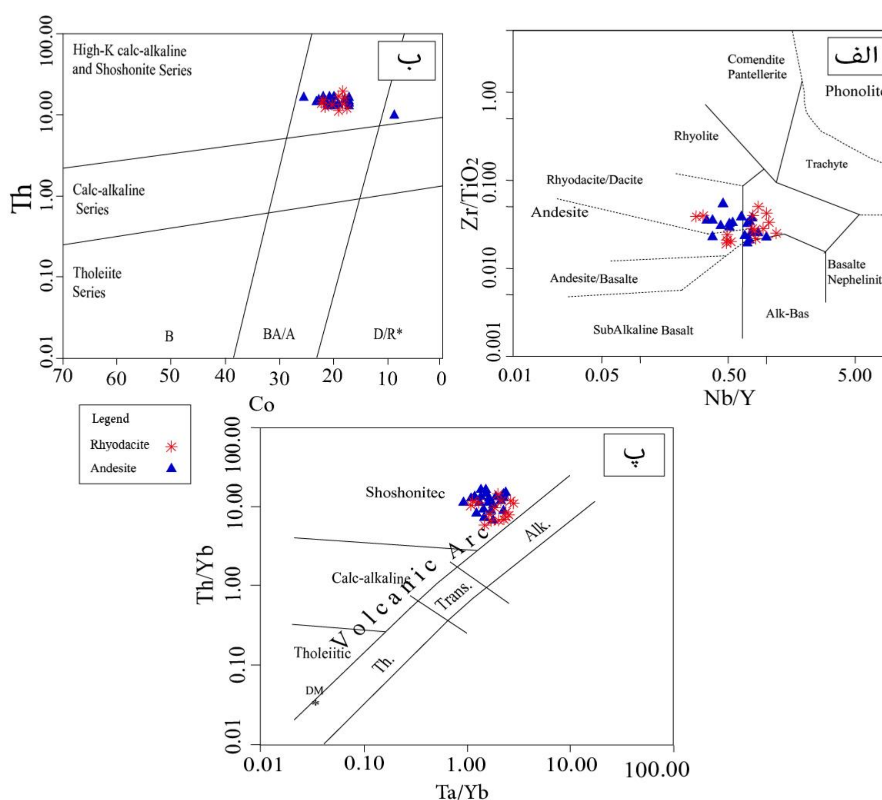
شکل ۷ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و کانه‌نگاری (XPL) از بخش کانی‌زایی آلچه‌قشلاق: الف) رگه سیلیسی کانه‌دار (دید به سمت شمال شرق)، ب) رگه باریتی (دید به سمت شمال غربی)، پ) کانی‌زایی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت در بافت برشی مغزه حفاری با سنگ میزبان داسیت آندزیتی؛ ت) کانی‌زایی غالب کالکوپیریت، اسفالریت و گالن در مغزه حفاری با باطله سیلیسی-کلسیتی، ث) کانی‌زایی پیریت به صورت درشت بلور، ج) کانی رگچه‌ای پیریت نسل دوم همراه با گالن در مرحله دوم کانی‌زایی، چ) کانی‌های اسفالریت، کالکوپیریت و گالن مرحله دوم کانی‌زایی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۶] هستند (Sph: اسفالریت، Py: پیریت، Ga: گالن، Cpy: کالکوپیریت، Bar: باریت).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

کانی پیریت در دو نسل هم به صورت پراکنده (شکل ۷ ث) در مرحله پیش از کانی‌زایی اصلی و نیز به صورت رگچه‌های پیریتی و هم با سایر کانی‌های فلزی (شکل ۷ ج) در مرحله اصلی کانی‌زایی حضور دارد. کانی اسفالریت (شکل ۷ چ) در مرحله اصلی کانی‌زایی بیشتر به صورت رگچه‌هایی همراه با سایر کانی‌های فلزی حضور دارد و گاهی به صورت شکاف پرکن پیرامون این رگچه‌ها دیده می‌شود. اسفالریت کانی اصلی در پهنه برشی است (شکل‌های ۷ پ و چ). کانی گالن (شکل‌های ۷ ج و چ) همراه با کانی کالکوپیریت (شکل‌های ۷ ت و چ) فراوانی کمتری نسبت به کانی‌های پیریت و اسفالریت دارند و در مرحله اصلی کانی‌زایی و پیرامون اسفالریت و پیریت دیده می‌شوند. فراوانترین کانی‌های باطله شامل کوارتز (شکل‌های ۶ ح و خ)، باریت (شکل ۷ ت)، کلسیت، کانی‌های رسی، کربناتی و اکسیدهای آهن هستند که در رگه‌ها و سنگ‌های میزبان دیده می‌شوند.

زمین شیمی

در این پژوهش، برای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ناحیه آلچه‌قشلاق از نمودارهای عناصری با تحرک پذیری پایین (چون Zr و Ti) استفاده شد. به این منظور از نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۴۵] استفاده گردید (شکل ۸ الف). بر این اساس، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره‌های داسیت، ریوداسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت قرار می گیرند. برای بررسی سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Co-Th (شکل ۸ ب) [۴۷] و Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۴۸] (شکل ۸ پ) استفاده شد. نمودار Co-Th براساس دو عنصر با رفتارهای کاملاً متفاوت است؛ Th عنصری ناسازگار است که در درجه‌های پایین ذوب بخشی وارد مذاب می شود، در صورتی که Co بواسطه پایداری میدان بلوری خود و نزدیکی شعاع مؤثر آن به عنصر Mg، در درجه‌های بالای ذوب بخشی وارد مذاب می گردد. می‌توان نتیجه گرفت که بر پایه این نمودار، نمونه‌های منطقه آلچه‌قشلاق در گستره سنگ های آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی و براساس نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، در گستره شوشونیتی قرار دارند.



شکل ۸ رده‌بندی و سرشت سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق بر اساس عناصر اصلی و کمیاب در الف) نمودار عناصر اصلی [۴۶]، ب) نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Co-Th [۴۷] و پ) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۴۸].

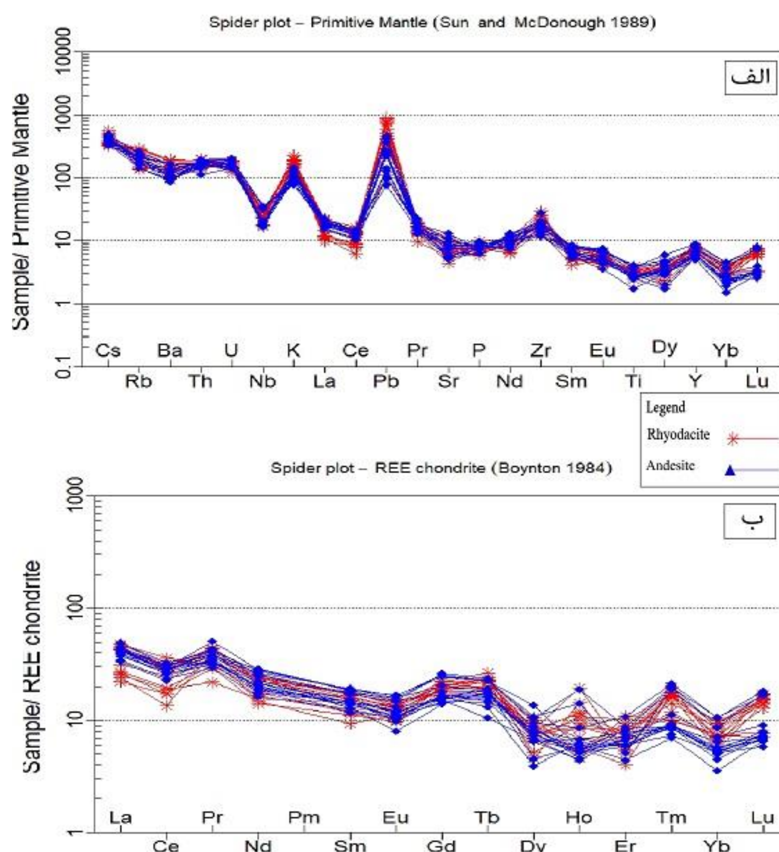
[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

زمین‌شیمی عناصر کمیاب

بر اساس نمودارهای عنکبوتی که بهنجار شده نسبت به داده-های گوشته اولیه [۴۹] (شکل ۹ الف)، عناصر Nb و Ti دارای ناهنجاری منفی هستند که تأییدی بر تشکیل ماگما در مناطق فرورانش است [۵۰]. غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (Th, Cs, U, Rb, K :LILE) و همچنین تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (Zr, P, Ti, Nb :HFSE) می‌تواند بیانگر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره باشد [۴۵، ۵۱-۵۳]. تهی شدگی عنصرهای Nb و Ta در نمودارهای عنکبوتی پیامد رخداد سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانشی دانسته شده است [۵۴]. افزون بر این، ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های سنگ‌های قاره‌ای است و ناهنجاری منفی آن می‌تواند ناشی از آلایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگزینی باشد. آمفیبول یک کانی بسیار مهم برای Nb و Ta در گوشته بالایی است و می-تواند ناهنجاری این عنصرها را در فعالیت ماگمایی گوشته بالایی کنترل نماید [۵۵، ۵۶]. ناهنجاری مثبت U و Th در نمونه‌ها می‌تواند ناشی از اضافه شدن رسوب‌های گودابه‌ای و یا پوسته اقیانوسی به خاستگاه و یا آلایش پوسته‌ای باشد [۵۷]. عنصر Th در پهنه‌های فرورانشی تحرک بیشتری دارد و در گوۀ گوشته‌ای بالایی پهنه فرورانش غنی‌شدگی نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی Ti نیز نقش اکسیدهای Fe- Ti را آشکار می-کند [۵۵] کانی‌هایی چون تیتانومگنتیت در مراحل اولیه جدایش می‌توانند عنصر Ti را در ساختار خود جای داده و باعث ناهنجاری منفی آن گردند. عنصر K به دلیل شعاع بزرگ می‌تواند در ساختار کانی‌هایی چون بیوتیت و فلدسپار پتاسیم شرکت کند. به باور هاریس [۵۸]، ناهنجاری مثبت عنصرهای K و Rb می‌تواند نشاندهنده دخالت پوسته قاره‌ای و دگرگونی ماگمای سازنده سنگ‌ها باشد. ناهنجاری منفی Sr نیز می‌تواند در ارتباط با کانی‌های پلاژیوکلاز باشد. این عنصر به صورت انتخاب شده در کانی پلاژیوکلاز به جای Ca پذیرفته می‌شود و از این رو، جدایش این کانی باعث ناهنجاری منفی آن می‌شود [۵۵]. عنصر Zr در نمونه‌های منطقه غنی‌شدگی نشان می‌دهد که به باور رولینسون [۵۵]، این عنصر به دلیل شعاع یونی کمی بزرگ و بار الکتریکی بالا به ساختار کانی‌های سنگ ساز رایج وارد نمی‌شود و در فازهای ویژه‌ای چون زیرکن حضور دارد. در همه نمونه‌های بررسی شده، Pb دارای ناهنجاری مثبت است که می‌تواند نشانگر اثر سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورو در دگرنهادی گوۀ گوشته‌ای و یا آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای باشد [۵۹].

در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۶۰] برای نمونه‌های آتشفشانی منطقه (شکل ۹ ب)، عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری دارند. مقدار نسبت $(La/Yb)_N$ که دارای گستره‌ای از ۲/۵ تا ۱۳/۹ است نیز این غنی‌شدگی را تأیید می‌کند (جدول ۱). غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها را می‌توان به ۱) درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREEها نسبت به HREEها در سنگ خاستگاه [۶۱]، ۲) تشکیل سنگ در مناطق فرورانش، ۳) اختلاف ناچیز شعاع یون‌ها، ۴) وجود کانی‌هایی چون زیرکن آپاتیت (با ضریب جدایش بالای REEها) [۴۷] و ۵) آلودگی ماگمایی به مواد پوسته‌ای [۶۲]، وجود کانی‌هایی چون گارنت، الیوین و پیروکسن در منطقه فرورانش باشد. هورنبلند ممکن است در مذاب‌های فلسیک موجب غنی‌شدگی بسیار زیادی از LREEها نسبت به HREEها گردد، البته گستره ضریب جدایش آن به اندازه کانی گارنت بزرگ نیست. روند غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها از ویژگی‌های آتشفشانی سری آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی است [۵۰، ۶۳]. همچنین بالا بودن این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی می‌تواند نشان دهنده غنی‌شدگی گوشته با فرایند فرورانش و یا آلایش پوسته‌ای باشد [۶۴، ۶۵]. ناهنجاری منفی کمی که برای عنصر Eu در شکل ۹ ب دیده می شود و نسبت Eu/Eu* در واحدهای آتشفشانی منطقه که گستره‌ای از ۰/۰۵۷ تا ۰/۸۹ (جدول ۱) دارد نشانگر منفی بودن ناهنجاری Eu در آنهاست. این امر به باور تپر و همکاران [۶۶] می‌تواند در ارتباط با حضور کم کانی پلاژیوکلاز در خاستگاه و شرایط اکسایشی ماگما باشد. افزون بر آن، جدا شدن فلدسپارها از مذاب‌های فلسیک چه در اثر جدایش بلوری و چه به علت ذوب بخشی موجب ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌گردد [۵۴].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

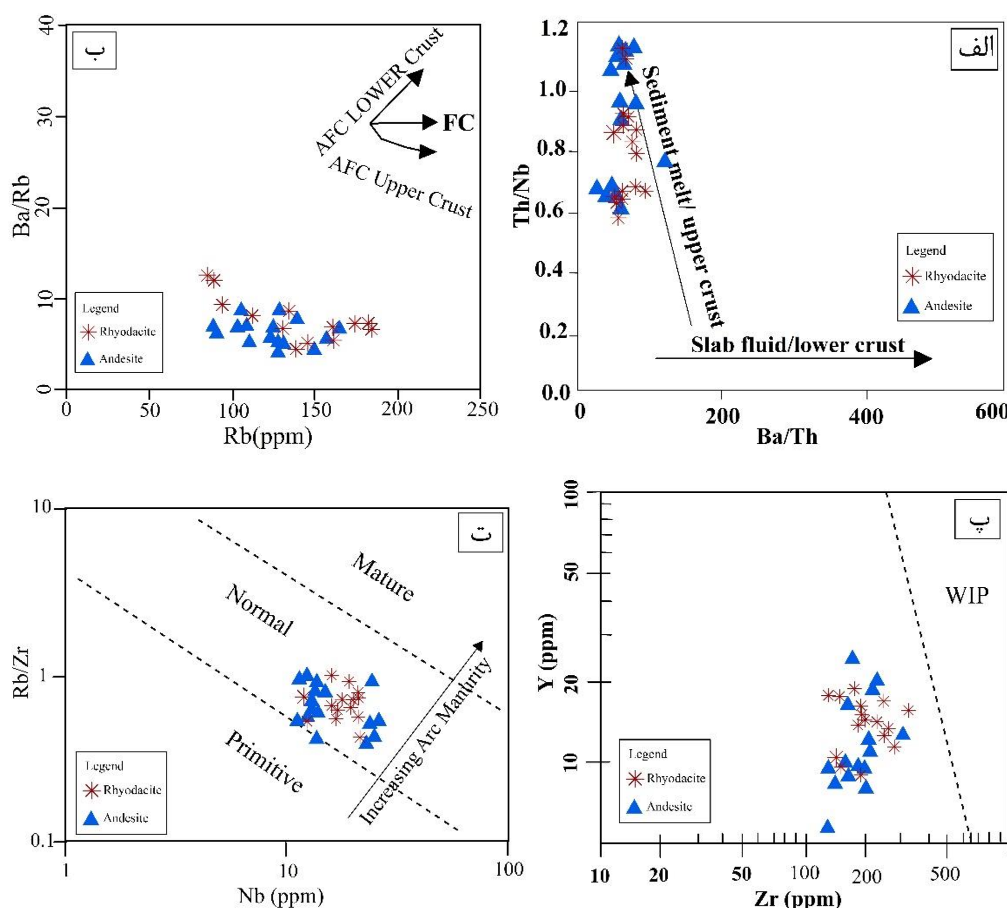


شکل ۹ ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق در الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [۴۹] و ب) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۰].

سرشت و جایگاه زمین‌ساختی

عناصر بسیار ناسازگار چون Th، Nb و Ba که بسیار کم دستخوش درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی، تبلوربخشی یا انباشت بلوری می‌شوند برای شناسایی سازاهای ماگمای کمانی استفاده می‌شوند. بر این اساس، نمودار Ba/Th نسبت به Th/Nb بکار برده شد. در این نمودار، بالا بودن نسبت Th/Nb به مشارکت مذاب برآمده از ذوب رسوب‌های فرورونده یا پوسته بالایی و نسبت بالای Ba/Th به دگرنهادی خاستگاه گوشته‌ای با سیال‌های جدا شده از صفحه فرورو مربوط است [۶۷]. بر این اساس، در خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی اجزای فرورانشی چون دگرنهادی برآمده از ذوب رسوب‌ها و همچنین پوسته بالایی بیشترین نقش را داشته‌اند (شکل ۱۰ الف). برای تشخیص نقش آلایش پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های منطقه از نمودار Rb نسبت به Ba/Rb استفاده شد [۶۸] (شکل ۱۰ ب). بر این اساس سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق آلایش با پوسته بالایی را نشان می‌دهند. به طور معمول، سنگ‌های آتشفشانی چون آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی یافت می‌گردند، اما بیشتر آنها در پهنه - های فرورانش (جزایر کمانی و مرز فعال قاره‌ای) هستند و ترکیب آنها در این پهنه‌ها به فرایند درون مرزهای همگرا بستگی دارد [۵۲]. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه - های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق از نمودارهای مختلفی استفاده شد که همه نشانگر وابستگی آن به پهنه‌های فرورانش هستند (شکل ۱۰ ت). برای تفکیک فعالیت ماگمایی کمان آتشفشانی از فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای از نمودار Zr نسبت به Y استفاده گردید [۶۹] (شکل ۱۰ پ). همچنین بر پایه نمودار Nb نسبت به Rb/Zr [۷۰]، واحدهای سنگی مورد بررسی در گستره کمان آتشفشانی عادی یا مراحل میانی فرورانش جای دارند (شکل ۱۰ ت).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]



شکل ۱۰ تعیین نقش آلایش پوسته‌ای و تعیین جایگاه زمین‌ساختی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق با الف) نمودار Ba/Th نسبت به Th/Nb [۶۷] ، ب) نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۶۸]، پ) نمودار Zr نسبت به Y [۶۹]، ت) نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۷۰].

برداشت

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌ها در گستره کانسار چندفلزی آلچه قشلاق را از نوع آندزیت، داسیت‌آندزیت، ریوداسیت، واحدهای برش آتشفشانی، آندزیت تا تراکی‌آندزیت با سن ائوسن همراه با دایک‌های ریولیتی و داسیت آندزیتی و تراکیت تا تراکی بازالت به سن کواترنر نشان می‌دهد. بیشترین گسترش واحدهای سنگی مربوط به واحدهای آندزیتی و ریوداسیتی و سرانجام داسیت-آندزیتی در مرکز منطقه است که با دایک‌های ریولیتی و سپس داسیت‌آندزیتی قطع شده‌اند. بافت غالب در این سنگ‌های آتشفشانی، پورفیری با خمیره ریزسنگی است. کانی‌های غالب این واحدهای سنگی بیشتر پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول‌های با لبه‌های سوخته و در برخی از آنها کلینوپیروکسن است، این کانی‌ها با نزدیک شدن به سامانه گرمابی دچار دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتی شده‌اند که در بیشتر موارد، فقط قالب‌هایی از کانی اولیه باقی مانده است. کانی‌زایی در این سامانه گرمابی با رگه‌های دربردارنده کانی‌های باطله سیلیسی و باریتی همراهی می‌شود. پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه چون اکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت از جمله کانی‌های موجود در این سامانه گرمابی هستند. بر اساس داده‌های زمین شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، سنگ‌های منطقه از نظر سری ماگمایی از سری آهکی قلیایی، آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. داده-های عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته و کندریت نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره و آلایش آن با مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگیری است. بررسی

سرشت خاستگاه سنگ‌ها نشانگر روند غنی‌شدگی همسو با روند غنی‌شدگی‌های در ارتباط با پهنه فرورانش است. اجزای فرورانشی چون دگرنهادی برآمده از ذوب رسوب‌ها بیشترین نقش را در سرشت سنگ‌های این منطقه داشته‌اند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از رساله دکتری نویسنده اول مقاله از دانشگاه تبریز است. نگارندگان از حمایت اساتید و مسئولان این دانشگاه، همچنین حمایت‌های مالی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال‌غرب، به‌ویژه آقایان مهندس سرتیپی (رئیس وقت سازمان)، مهندس قدیرزاده و مهندس رواقی و در پایان از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Kowsari A., *"Semi-detailed geochemical studies of Arpalin area (vol. 3)"*, Geological and Mineral Exploration Survey of Iran, Tehran (1994).

[2] Ghorbani M., *"Economic Geology of Mineral Deposits of Iran (vol. 1)"*, Arian Zamin publication, Tehran (2007).

[3] Aghanabati A., *"Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication"*, Tehran (in Persian) (2006).

[4] Jamali H., Mehrabi B., *"Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran Magmatic Belt"*, Ore Geology Reviews, 65(2) (2015) 487–501.
DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.06.017

[5] Calagari A. A., *"Geochemical, stable isotope, noble gas, and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaidjan, Iran"*, Implication for genesis. Unpublished PhD. Thesis. Manchester University, Manchester, p. 537.

[6] Izad-yar J., *"M.Sc. Thesis: Study on the Igneous Rocks in the Sungun's ore Area"*, Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Science, Tehran (1992).

[7] Ebrahimi S., Alirezaei S., Pan Y., Mohammadi B., *"Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjed Daghi gold bearing veins system, NW Iran"*, Journal of Economic Geology 9(2) (2017) 561-586.

[8] Hosseinzadeh M. R., Maghfouri S., Ghorbani M., Moayyed M., *"Vein- Veinlets related with Mineralization and Fluid Inclusion Studies in the Sonajil Porphyry Cu- Mo Deposit, Arasbaran Magmatic Zone"*, Scientific Quarterly Journal of Geoscience 26(101): 219- 231 (in Persian). https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41069

[9] MAANIJOU M., RAMEZANI T., Alipor s., *"The main effective factors on the mineralization of Sonajil porphyry-epithermal copper-gold deposit, using remote sensing, mineralogical and geochemical studies"*, IRANIAN JOURNAL OF GEOLOGY, 12(48) (2019) 63-79. SID. https://sid.ir/paper/129274/en

[10] Hassanpour S., *"Metallogeny and Mineralization of copper and gold in Arasbaran zone (Eastern Azerbaijan)"*, Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian) (2010).

[11] Khalilzadeh H., Alipour S., Abedini A., *"Geochemistry, tectonic setting and magmatic origin of the mineralized stock in SahebDivan porphyry copper system, NW Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (4) (2019) 781-794.

[12] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., *"Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran"*, Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 437- 453. https://doi.org/10.1007/s12517-013-1130-z

[13] RAMEZANI T., MAANIJOU M., ASADI S., LENTZ D., Pirouznia N., *"Comparison of mineralization of the Sungun and Kighal porphyry copper deposits, NW Iran"*, with an emphasis on fluid inclusion studies. JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY, 10(2) (2019) 403-424. SID. https://sid.ir/paper/180484/en.

[14] Hajalilou B., Aghazadeh M., *"Geological, Alteration and Mineralization Characteristics of*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

[23] Aghaei M., Rastad E., Shamanian G. H., Madanipour S., *"Characteristics of the gold-bearing and barren quartz veins at the Zaylik-Sarilar epithermal deposit, Ahar-Arasbaran Zone, NW Iran: Evidence from mineralogy, alteration, texture and fluid inclusion*", Ore Geology Reviews,Volume 154, 105341, ISSN 0169-1368, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105341.

[24] Asiay Soufiani F., Mokhtari M. A. A., Kouhestani H., Azimzadeh A. M., *"Geology, geochemistry and fluid inclusion of Qarachilar Cu-Mo-Au quartz veins, northeast of Kharvana*", East Azerbaijan. Journal of Economic Geology, 10(1) (2018)139-171.
https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.58161

[25] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M.R., Siahcheshm K., *"Investigation of petrography, mineralography, and mineralization of gold-bearing epithermal veins in Astarghan area, Kharvana, East Azarbaidjan. 32th national and 1th international Geosciences Congress. Geological Survey of Iran*", Tehran, Iran. (in Persian with English abstract) (2014).

[26] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M.R., Siahcheshm K., *"Petrography, geochemistry and mineral chemistry of Astergan porphyritic stock, Kharvana, Eastern Azarbaijan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23(4) (2016)759–774. (in Persian with English abstract)

[27] Jamali H., *"Geology, geochemistry, mineralogyand genesis of Mivehrud Au-Cu mineralization, Eastern Azerbaijan Province. M.Sc. Thesis*", Tarbiat Moallem University of Tehran, Tehran, Iran, 172 pp. (in Persian with English abstract) (1999).

[28] Radmard K., Zamanian H., hosainzadeh M., ahmadi khalaji A., *"The study of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions in quartz veins at the Mazreh Shadi gold deposit, northeastern Tabriz*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (4) :823-844

[29] Baniadam F., *"Geology and genesis of goldcopper mineralization in Nabijan area. M.Sc. Thesis, Institute of Geoscience*", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. 167 pp. (in Persian with English abstract).

Ali Javad Porphyry Cu-Au Deposit, Arasbaran Zone, NW Iran", Open Journal of Geology, 6(2016)859-874.
http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2016.68066

[15] Calagari A. A., Hosseinzadeh G., *"The mineralogy of copper bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran*", Journal of Asian Earth Science 28(2006) 423-438.

[16] Mollai H., Sharma R., Pe-Piper G., *"Copper mineralization around the Ahar Batholith, north of Ahar (NW Iran): evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit*", Ore Geology Reviews 35(2009) 401-414.

[17] Hassanpour S., *"The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U–Pb and 40Ar/39Ar) of copper bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran*", International Journal of Earth Sciences 102(3): 687- 699 https://doi.org/10.1007/s00531-012-0819-7

[18] Hezarkhani Ardeshir, *"Anjerd skarn geochemistry and its association with economic copper mineralization*", Azarbaijan-Iran. 15. 158-175.

[19] Nakhjavani B., Calagari A. A., Alavi S. G., SiahCheshm K., *"Study of the intrusive body associated with Gowdal skarn (North of Ahar) and its comparison with other skarn granitoids*", Iranian Journal of Petrology 11(4) (2021) 111-134

[20] Nakhjavani B., Alavi S. G., *"Type of mineralization, Geochemistry of Alteretion and Relation of Gold and associated elements in the Hizeh-jan area (NW Iran)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26(3) (2018) 673-688 (in Persian).

[21] Pournik P., *"Economic geology and Au exploration at Sharafabad-Hizehjan area(northwest of Varzaghan)*", Institute of Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 201 pp. (in Persian with English abstract) (2002).

[22] Miranvari A. S., Calagari A., Siahcheshm K., Sohrabi G., *"Geochemical study of alteration zones around Au-bearing silicic veins at Zailic, East of Ahar, East-Azarbaidjan Province*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2) (2019) 347-360

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

volcanic belt, northern Iran", International Geology Reviews 52(4-6) (2009) 608-630.

[39] Mehrpartou M., *"Contributions to the geology, geochemistry, Ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, northwest of Iran*", Unpublished PhD. Thesis. University of Hamburg, Germany (2009) p. 245.

[40] Yadollahi R., Kananin A., Maanijou M., Sarjoughian F., Hassanpour SH., *"Genesis of adakitic magmatism in masjed daghi region in julfa, eastern azarbaijan"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy, 19(2) (2011) 297-310. SID. https://sid.ir/paper/4079/en

[41] Raymond L. A., *"The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks*", McGraw-Hill Companies, Inc., New York (2002).

[42] Javidi Moghaddam M., Karimpour M.H., Ebrahimi Nasrabadi K., Malekzadeh Shafaroudi A., Haidarian Shahri M.R., *"Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Cheshmeh Khuri and Shekasteh Sabz areas, Khur, northwest of Birjand",* Iranian Journal of Petrology 7(27) (2016) 125-146 (in Persian).

[43] Rutherford M. J., Devine A. D., *"Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002*", Soufriere Hills Magma. Journal of Petrology 44 (2003) 1433-1484.

[44] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist 95 (2010) 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

[45] Mehrpatou M, *"Geological map of Varzaghan, Scale 1:100,000*", Geological Survey and mineral exploration of Iran, Tehran (1992).

[46] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*", Chemical Geology 20 (1977) 325 343.

[47] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., *"Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram*", Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.

[30] Ghadimzadeh H., *"Economic geology and Au exploration at Safikhanlou-Noghdouz area (SE Ahar). M.Sc. Thesis, Institute of Earth Science"*, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 232 pp. (in Persian with English abstract).

[31] Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Spikings R., Selby D., Melkonyan R., Hovakimyan S., Tayan R., Ulianov A., Ramazanov V., *"Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt. 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting*", Uppsala, Sweden.

[32] Aghazadeh M., *"Petrology and geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (north and east of Ahar, eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization",* PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian) (2009).

[33] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz D., Mojtahedi M., *"Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 39(1-2) (2010) 37-50.

[34] Kheirkhah M., Allen M. B., Emami M., *"Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 182(1-2) (2009) 1-12.

[35] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications*", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 433-447.

[36] Babakhani A. R., Lesquer J. L., Rico R., *"Geological Quadranglemap of Ahar, 1:250000*", Geological Survey of Iran (1990).

[37] Aghazadeh M., Emami M. H., Moinevaziri H., Rashidnezhad Omran N., Castro A., *"Post-collisional shoshonitic, C-type adakitic and lamprophyric plutonismin the Khankandi pluton, Arasbaran (NW Iran)*", Geosciences Scientific Quarterly Journal 20(78) (2011b) 173-178 (in Persian).

[38] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., *"Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

[48] Pearce J. A., *“Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*”, (Ed. Thorpe, R. S.) 525 -548. John Wiley & Sons, Chichester, UK (1982).

[49] Sun S. S., McDonough W. F., *“Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*”, In: Magmatism in Ocean Basins (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Geological Society, Special Publication 42 (1989) 312– 345.

[50] Wilson M., *“Igneous Petrogenesis*”, Unwin Hyman, London (1989).

[51] Chappell B. W., *“Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites*”, Lithos 46 (1999) 535-551.

[52] Gill R., “*Igneous Rocks and Processes*”, Wiley-Blackwell, Malaysia (2010).

[53] Pearce J. A., *“Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.)*”, 230-249. Shiva Publisher, Nantwich, UK:

[54] Rollinson H., *“Using geochemical data: Evaluation*”, Presentation, Interpretation. Singapore Longman (1993).

[55] Wilson M., Downes H., *“Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. In: European Lithosphere Dynamics*”, D.G. Gee and R.A. Stephenson (eds). Geol. Soc. London Mem. 32 (2006) 147166 .

[56] Ionov D. A., Hofmann A. W., *“Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations*”, Earth and Planetary Science Letters 131 (1995) 341-356.

[57] Fan W. M., Gue F., Wang Y. J., Lin G., *“Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post orogenic extention in the northern Da Hinggan Mountian, northern China”,* Journal of volcanology and Geothermal Research 121:115-135.

[58] Harris C., *“The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island*”, Journal of Petrology 24(2003) 424-470.

[59] Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., McDonald G. D., *“Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38–56.

[60] Boynton W.V., *“Chosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies*”, In: Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63-134. Elsevier, Amsterdam (1984).

[61] Wright J.B., McCurry P., *“Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN- AFRICAN suture zone*”, Earth and Planetary Science Letters 37 (1997) 90 96.

[62] Sirvastava R. K., Singh R. K., *“Trase element geochemistry and genesis of precabrian subalkaline mafic dikes from the central Indian caton evidence for mantle metasomatism*”, Journal of Asian Earth Sciences 23 (2004) 373-389.

[63] Machado A. T., Chemale Jr. F., Conceicao R. V., Kawaskita K., Morata D., Oteıza O., Schmus W. R. V., *“Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc*”, Antarctica. Lithos, 82(3-4) (2005) 435-453.

[64] Barragan R., Geist D., Hall M., Larson P., Kurz M., *“Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes*”, Earth Planet Scientific Letters 154 (1998) 153-166.

[65] Fitton J., James D., Leeman W., *“Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time”,* Journal of Geophysical Research 96(B8) (1991) 13693–13711.

[66] Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., *“Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkalinegranitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 113(3) (1993) 333–351.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]

[67] Orozco-Esquivel T., Petrone C. M., Ferrari L., Tagami T., Manetti P., *"Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt",* slab detachment in a subduction zone with varying dip. Lithos, 93(2007) 149-174.

[68] Askren D. R., Roden M. F., Whitney J. A., *"Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large- volume felsic ash- flow tuffs of the Western USA*", Petrology 38(1999) 1021-1046.

[69] Mùller D., Groves D. I., *"Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*", 3rd edition Springer, Verlag, London (2000).

[70] Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., *"The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources*", Journal of Geological Society London 141(1984) 413-426.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.739]